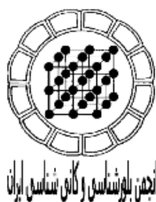
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی



سال بیست و نهم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۱۶۵ تا ۱۷۸

بررسی تطبیقی کانی‌شناسی و زمین شیمی سنگ‌های فلسیک دگرسان شده در استان یزد

مهناز خدامی*، **غلامرضا تاج بخش**

گروه زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه یزد، یزد

(دریافت مقاله: ۹۹/۲/۲۰، نسخه نهایی: ۹۹/۴/۲۲)

چکیده: سنگ‌های فلسیک تجزیه شده و خاک‌های همراه آن در مناطق مختلف استان یزد بعنوان ماده اولیه سرامیک، چینی و شیشه برداشت می‌شوند. به منظور بررسی شدت دگرسانی و عوامل موثر بر آن، تغییرات بافتی، کانی‌شناسی فرآورده‌های دگرسانی در بخش‌های آذرین سری ریزو وابسته به پرکامبرین پیشین (زرین و توت)، متاگرانیت‌های پرکامبرین (ساغند)، لویکوگرانیت‌های پس از ژوراسیک (خضرآباد) و داسیت‌های نئوژن (عبداله) بررسی تطبیقی شدند. کانی‌های عمده فرآورده‌های دگرسانی این مناطق شامل کوارتز، فلدسپار، ایلیت، کائولینیت و مونتموریونیت هستند. شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA)، شاخص شیمیایی هوازدگی(CIW)، شاخص تغییرات ترکیبی (ICV) و شاخص‌شیمیایی دگرسانی پلاژیوکلاز (PIA) برای فرآورده‌های دگرسانی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین، لویکوگرانیت‌های پس از ژوراسیک و سنگ‌های داسیتی نئوژن درجه ضعیف تا متوسط و برای فرآورده‌های دگرسانی بخش‌های آذرین سری ریزو درجه متوسط تا قوی را نشان می‌دهند. تغییرات مشاهده شده ناشی از تنوع سنگ‌های مادر فلسیک، ویژگی‌های زمین ساختاری منطقه، سن و شرایط آب و هوایی است.

واژه‌های کلیدی: *شاخص شیمیایی دگرسانی؛ شاخص شیمیایی هوازدگی؛ شاخص تغییرات ترکیبی؛ شاخص‌شیمیایی دگرسانی پلاژیوکلاز؛ کانی زایی رس؛ استان یزد.*

مقدمه

سنگ‌های آذرین اسیدی با کانی‌شناسی کوارتز و فلدسپار سنگ مادر مناسبی برای تشکیل کانی‌های رسی در اثر دگرسانی و هوازدگی هستند. از آنجا که فعالیت ماگمایی اسیدی در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی در استان یزد گسترش داشته، قابلیت بالایی برای تشکیل نهشته‌های رسی ایجاد شده است. انواع مختلف کانی‌های رسی می‌توانند در شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوت و در اثر هوازدگی، دگرسانی گرمابی و یا ترکیبی ازاین دو فرآیند ایجاد شوند. در حال حاضر، بخشی از این سنگ‌های اسیدی روشن و خاک‌های برآمده از آنها در استان یزد بعنوان مواد اولیه در صنعت سرامیک و شیشه بهره‌برداری می‌شود. ترکیب و کانی‌شناسی سنگ مادر، شرایط فیزیکوشیمیایی دگرسانی از جمله دما، سیال‌ها، شرایط اکسایش، مدت دگرسانی، ساختار زمین‌شناسی و آب و هوای دیرین از عوامل موثر در شدت دگرسانی و فرآورده‌های آن هستند که در بررسی فرآورده‌های دگرسانی این سنگ‌ها در نظر گرفته شدند. پهنه‌های برشی،گسل‌ها و درزه‌های سنگ‌ها چرخش سیال ها و جابه‌جایی یون‌ها را تسهیل کرده و سرانجام دگرسانی را تشدید می‌کنند. بررسی‌های اولیه پیرامون کانی‌زایی رس در استان یزد نشان داده که با وجود قابلیت مناسب سنگ مادر آذرین در منطقه و دگرسانی گسترده، رخداد کانی‌های رسی کائولینیت و مونت‌موریونیت چشمگیر نیست. در این پژوهش، با بررسی فرآورده‌های دگرسانی با سنگ مادر مشابه فلسیک، عوامل موثر در تنوع فرآورده‌های، شاخص‌های زمین شیمیایی دگرسانی و دلایل تشکیل شدن یا نشدن کانی‌های رسی با ارزش بررسی شد. با توجه به کاربرد

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۳۵۳۱۲۳۳۲۶۹، پست الکترونیکی: kodami_m@yazd.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.11.8]

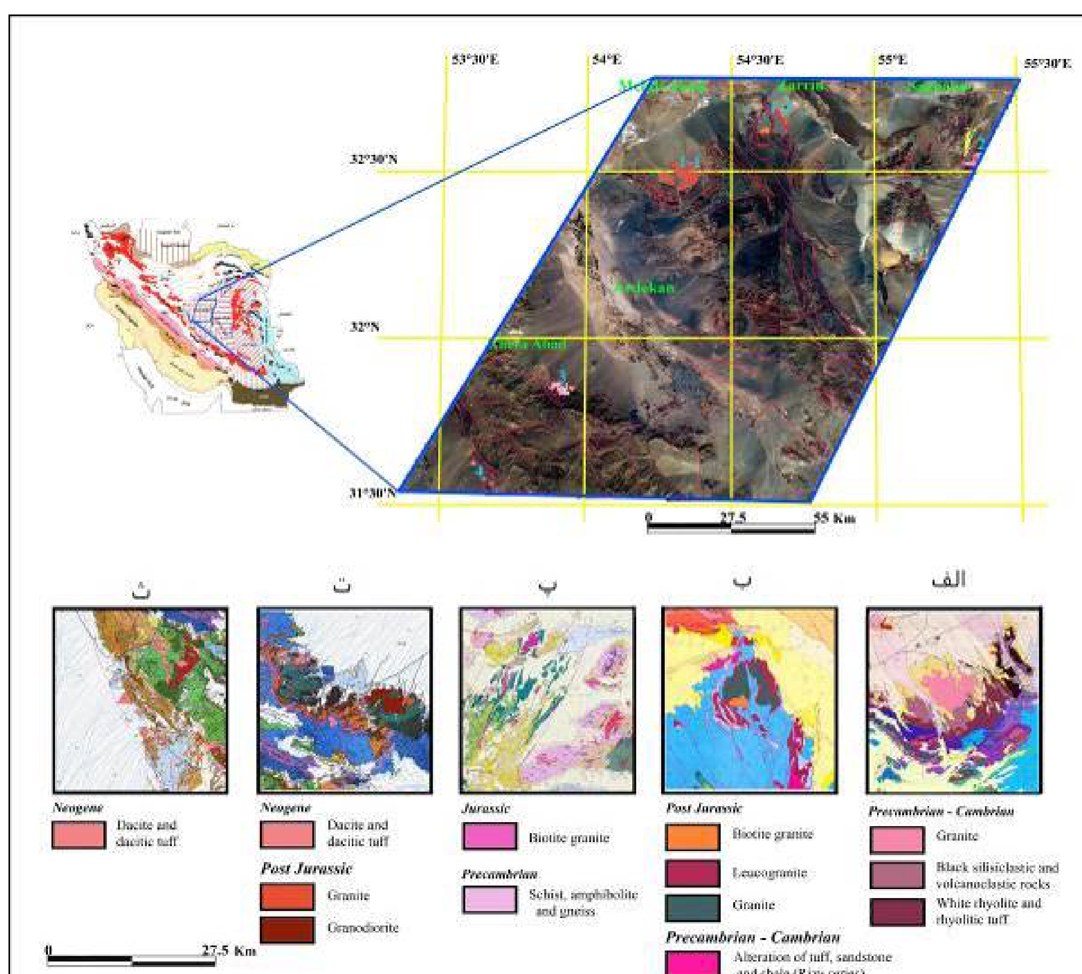
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.165]

صنعتی کانی‌های رسی و فلدسپارها، برای پی‌جویی منابع بیشتر، بررسی های صحرایی، کانی‌شناسی و زمین شیمیایی اهمیت ویژه‌ای دارند.

جایگاه زمین‌شناسی

مناطق مورد بررسی از نظر تقسیم‌بندی ساختاری ایران زمین، وابسته به پهنه ایران مرکزی هستند [۱] (شکل ۱). منطقه زرین و توت در شمال قطعه یزد و خضرآباد و حسین آباد عبداله در بخش جنوبی قطعه یزد و کنار پهنه ارومیه – دختر قرار دارند. این مناطق در معرض ساختارها و گسل‌های اصلی قطعه یزد در بخش غربی خردقارۀ ایران مرکزی هستند که از شمال به گسل دورونه، از شرق به گسل چاپدونی و از غرب به گسل نائین – دهشیر- بافت محدود شده‌اند. بررسی تصویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی این مناطق نشانگر دگرسانی شدیدتر پیرامون گسل‌ها و پهنه‌های برشی است و با توجه به سنگ‌شناسی و سن در این پژوهش، به چهار منطقه عمده زیر رده‌بندی شده‌اند:

۱- فرآورده‌های دگرسانی ریولیت‌ها و بخش‌های آذرین سری ریزو وابسته به پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین در مناطق زرین و توت در شمال شرق اردکان: این ریولیت‌ها بیشتر بصورت گدازه آتشفشانی، سنگ مادر نهشته‌های رسی و فلدسپار تجزیه شده هستند. همچنین، در این بخش گرانیت توت، ریولیت‌های سری ریزو و گرانیت زرین، ماسه سنگ‌ها و شیل‌های ژوراسیک (معادل شمشک) را قطع و در آنها دگرگونی ایجاد کرده‌اند (شکل‌های ۱ الف و ب). عوامل زمین ساختی و نفوذ محلول‌های گرمابی در دگرسانی ریولیت‌ها اثرگذار بوده‌اند [۲].



شکل۱ جایگاه مناطق مورد بررسی بر نقشه زمین‌شناسی ایران [۱] و تصویر ماهواره‌ای منطقه. الف و ب) بخش‌های آذرین سری ریزو وابسته به پرکامبرین-کامبرین پیشین در مناطق توت و زرین [۲]، پ) سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در منطقه ساغند [۳]، ت) لویکوگرانیت‌های پورفیروئید خضرآباد [۴]. ث) سنگ‌های آتشفشانی داسیتی نئوژنی عبداله [۵].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.11.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.165]

۲- فرآورده‌های دگرسانی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در منطقه ساغند: سنگ‌های دگرگون (گرانیت میلونیتی) وابسته به سازند بنه شورو در نزدیکی گسل پشت بادام دچار دگرسانی شده (شکل ۱ پ) و به دلیل خاستگاه فلسیک سنگ‌های مادر خاک‌های روشنی ایجاد کرده‌اند که بعنوان ماده معدنی فلدسپار سدیک برداشت می‌شود [۳].

۳- فرآورده‌های دگرسانی لویکوگرانیت‌های پورفیروئید پس از ژوراسیک در منطقه خضرآباد: توده نفوذی خضرآباد با ترکیب گرانیت قلیایی تا گرانودیوریت در شمال غرب تفت رخنمون دارد و سازندهای تخریبی و کربناتی پالئوزوئیک و کرتاسه را قطع کرده است (شکل ۱ ت). بخش‌های دگرسان این لویکوگرانیت نیز بعنوان فلدسپار پتاسیمی برداشت می‌شود [۴].

۴- فرآورده‌های دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی داسیتی نئوژن روستای عبداله: در این منطقه و در راستای گسل توران پشت، سنگ‌های آتشفشانی بصورت گنبد و گدازه با ترکیب اسیدی و روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق رخنمون دارند که جوانتر از میوسن پسین هستند [۵]. این گنبدها با توجه به قرارگیری در راستای گسل توران پشت (از گسل‌های منشعب از گسل دهشیر-بافت) دچار دگرسانی شده و نهشته‌های رسی ایجاد کرده‌اند (شکل ۱ ث). درزه‌ها، گسل‌ها و شکستگی‌های ناشی از جایگیری گنبدهای داسیتی مکانی مناسب برای دگرسانی و عبور سیال‌ها فراهم کرده که پیامد آن تجزیه فلدسپارها و شیشه زمینه و در برخی مناطق، تشکیل کائولینیت و مونتموریونیت است (شکل ۲).

روش بررسی

پس از گردآوری اطلاعات پایه پیرامون منطقه، تجزیه‌های زمین شیمیایی معادن خاک رس و فلدسپار منطقه، بررسی تصاویر ماهواره‌ای؛ بررسی های صحرایی و نمونه‌برداری از فرآورده‌های دگرسانی سنگ‌های فلسیک مناطق زرین و توت، ساغند، خضرآباد و عبداله با ثبت مختصات جغرافیایی انجام شد. بررسی های سنگ‌نگاری با میکروسکوپ نوری قطبشی بر نمونه‌های قابل تشخیص و پراش پرتوی ایکس (XRD) برای شناسایی فازهای برآمده از دگرسانی و کانی‌های غیرقابل شناسایی با میکروسکوپ نوری انجام گردید. همچنین از نمونه‌های دگرسان با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) دانشگاه یزد تصویربرداری شد. به منظور شناسایی ترکیب شیمیایی، طیف-سنجی فئورسانی پرتوی ایکس برای نمونه‌ها انجام و تغییرات زمین شیمیایی آنها بررسی شد. تجزیه‌های XRF و XRD در شرکت کانساران بینالود انجام شد. به منظور بررسی هم‌سنجی اثر فرآیندهای دگرسانی از داده‌های کانی‌شناسی و زمین شیمیایی نهشته رسی چاه شور اصفهان با سنگ مادر توف قطعه سنگی و رس کائولینیتی پهنه آرژیلیک معدن مس میدوک نیز در این پژوهش استفاده شد.

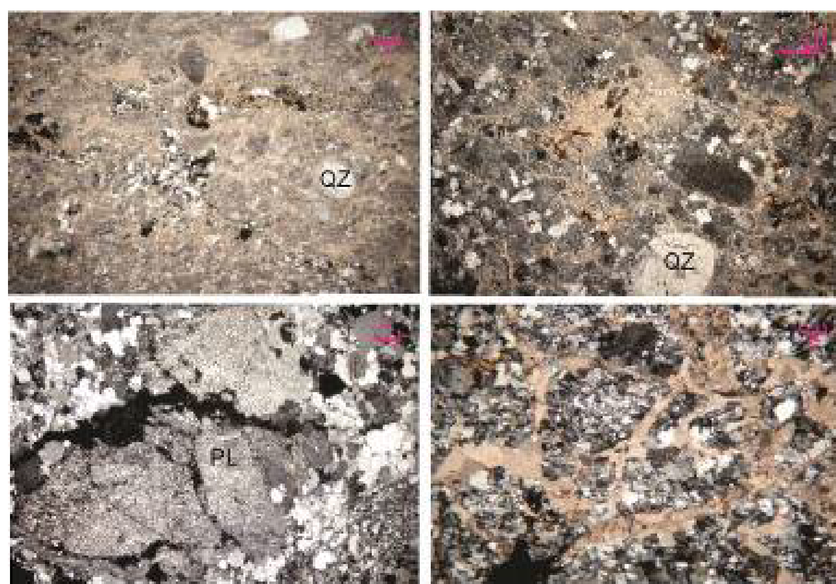


شکل۲ تصاویرصحرایی ازرخنمون سنگ‌های دگرسان در الف) ریولیت‌های زرین، ب) متاگرانیت ساغند، پ) داسیت عبداله و ت) لویکوگرانیت خضرآباد.

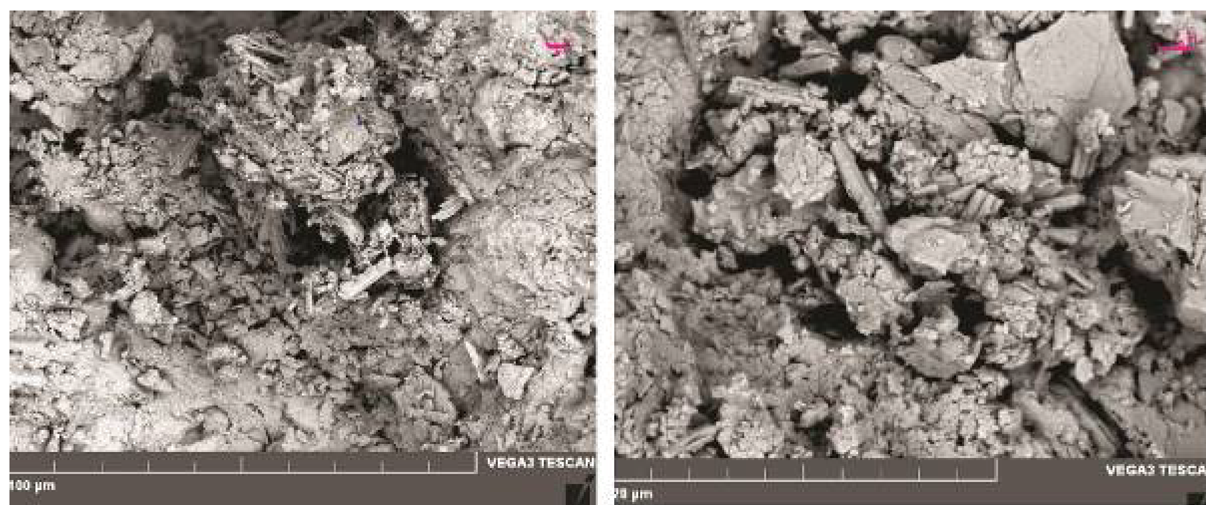
بحث و بررسی

سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

فرآورده‌های دگرسانی پیرامون سنگ‌های اسیدی با ترکیب مشابه و سن متفاوت در مناطق مورد بررسی، بیشتر نهشته‌های روشن دربردارنده کانی‌های رسی، کوارتز و فلدسپار هستند. در بقایای سنگ مادر فرآورده‌های دگرسانی همه مناطق، کانی کوارتز قابل تشخیص است. این کانی در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی سازند ریزو در زمینه‌ای بشدت تجزیه شده قرار دارد، در حالیکه در نمونه‌های مناطق دیگر همراه با بقایای فلدسپار دیده‌می‌شود. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، نمونه‌های سنگ‌مادر دگرسان ناحیه ساغند، گرانیت میلونیتی دارای کانی‌های کوارتز و پلاژیوکلاز با حالت برشی شده، نمونه‌های لویکوگرانیت خضرآباد با بافت پورفیروئید دربردارنده درشت بلورهای پلاژیوکلاز تجزیه شده و کوارتز و نمونه‌های داسیتی منطقه عبداله دارای کوارتز و پلاژیوکلاز در زمینه فلسیتی تجزیه شده هستند (شکل‌های ۳ و ۴). فلدسپارها، شیشه‌های اسیدی و گاهی بیوتیت، توانایی دگرسانی و تبدیل به کانی‌های را دارند و تشکیل کانی‌های رسی با توجه به ترکیب سنگ‌های فلسیک قابل انتظار است.



شکل۳ تصاویر سنگ نگاری از بقایای سنگ مادر در فرآورده‌های دگرسانی مورد بررسی الف و ب) ریولیت‌های دگرسان سری ریزو در زرین، پ) متاگرانیت برشی شده ساغند و ت) لویکوگرانیت خضرآباد (تصاویر در نور قطبیده متقاطع، XPL، با پهنای میدان دید ۴میلی‌متر تهیه شده‌اند)



شکل ۴ تصویر میکروسکوپ الکترونی از تشکیل کائولینیت در نهشته رسی داسیت عبداله

بر اساس نتایج XRD فرآورده‌های دگرسانی، کوارتز و آلبیت کانی مشترک همه نمونه‌ها هستند (جدول ۱). نهشته‌های برآمده از دگرسانی سنگ‌های آذرین اسیدی سری ریزو در منطقه زرین دارای کوارتز، ایلیت، آلبیت و کلسیت و در بخش کمتر هوازده منطقه توت، شامل کانی‌های کوارتز، آلبیت، ایلیت، اسمکتیت، کلسیت هستند. فرآورده‌های دگرسانی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین ناحیه ساغند شامل کوارتز، کائولینیت و آلبیت هستند. کوارتز، ایلیت، مونتموریونیت، آلبیت، سریسیت (مسکویت) کانی‌های ناشی از دگرسانی توده آذرین اسیدی پس از ژوراسیک خضرآباد بوده، در حالیکه کوارتز (کریستوبالیت)، کائولینیت، ایلیت، مونت‌موریونیت، سریسیت (مسکویت)، آلبیت، ارتوز و آنورتیت کانی‌های تشخیص داده شده در دگرسانی سنگ‌های اسیدی آتشفشانی پهنه گسلی دهشیر هستند.

زمین شیمی

با توجه به نتایج تجزیه‌های زمین شیمیایی (جدول ۲)، مقدار سیلیس در نمونه‌های مورد بررسی ۶۷٫۱۸-۸۱٫۱۸ درصد و نسبت Al_2O_3/SiO_2 برابر با ۰٫۱۵- ۰٫۲۴ است که نشانگر غنی بودن از کوارتز است. نسبت Na_2O/SiO_2 کمتر از ۰٫۵ و نسبت K_2O/SiO_2 کمتر از ۰٫۲ بوده که بیانگر دگرسانی ناکامل فلدسپارها به کانی رسی است. میانگین اکسیدپتاسیم نسبت به اکسیدسدیم در نمونه‌های شامل کانی‌های نوظهور رسی (ایلیت، کائولینیت) مانند ناحیه زرین بیشتر است، درحالیکه مقدار سدیم در نمونه‌های شامل کانی آلبیت و مونت‌موریونیت مانند ناحیه خضرآباد و ساغند بالاترست.

جدول ۱ نتایج تحلیل طیف‌های XRD نمونه‌های مورد بررسی (Ma: Major Mi: Minor, Tr:Trace)

نمونه	موقعیت نهشته	کوارتز	کائولینیت	ایلیت	مونتموریونیت	اسمکتیت	آلبیت	ارتوکلاز	آنورتیت	مسکویت	کلسیت
A3	داسیت عبداله	Ma	Mi	Mi				Mi	Ma	Tr	
A2	داسیت عبداله	Ma	Mi		Mi						
KH1	لویکوگرانیت خضرآباد	Ma		Mi	Ma		Ma			Mi	
TK2	متاگرانیت ساغند	Ma	Mi				Ma				
ZM1	سری ریزو توت	Ma		Mi		Mi	Ma				Mi
ZR1	سری ریزو زرین	Ma		Ma			Mi				Mi
KA1	چاه شور	Ma	Mi	Mi	Ma		Ma	Ma			
KA2	چاه شور	Ma	Ma	Mi	Ma		Mi	Mi			
S3	میدوک	Ma	Ma	Ma							

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی XRF نمونه‌های مورد بررسی و شاخص‌های زمین شیمیایی محاسبه شده

	Zr1	Zr2	Zr7	Zr3	Zr4	Zr5	Zr6	Zm1	Kh1	Kh3	A2	Sk2	Sk
SiO_2	۷۲٫۶۳	۸۱٫۱۸	۷۰٫۰۹	۶۳٫۹۶	۷۴٫۱۴	۷۲٫۸۱	۷۸٫۵۸	۶۶٫۳۴	۷۶٫۲۰	۶۴٫۵۹	۶۷٫۱۸	۷۸٫۴۴	۷۸٫۵
Al_2O_3	۱۷٫۷	۱۲٫۸۹	۱۶٫۸۷	۱۹٫۴۹	۱۴٫۵۳	۱۴٫۹۷	۱۳٫۵۴	۱۸٫۴۵	۱۲٫۹۴	۱۵٫۲۱	۱۴٫۶۲	۱۲٫۰۸	۱۲٫۹۶
Fe_2O_3*	۰٫۵۸	۰٫۲۶	۳٫۲۹	۴٫۷۶	۲٫۹۴	۲٫۶۸	۱٫۷۸	۱٫۵۹	۱٫۷۳	۰٫۸۴	۱٫۳۹	۰٫۲۱	۰٫۲۷
CaO	۱٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۳۰	۰٫۱۴	۰٫۳۲	۰٫۹۱	۰٫۰۱	۰٫۹۹	۰٫۵۷	۲٫۴۷	۲٫۱۶	۰٫۵۶	۰٫۹۷
Na_2O	۰٫۴۷	۰٫۵۷	۰٫۱۳	۰٫۱۶	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۹٫۵۶	۵٫۴۴	۵٫۶۲	۶٫۲۵	۷٫۱۹	۲٫۸۲
K_2O	۴٫۴۹	۳٫۱۰	۵٫۵۵	۷٫۰۵	۴٫۶۲	۴٫۷۲	۳٫۷۰	۰٫۸۲	۰٫۶۵	۲٫۸	۲٫۳۹	۰٫۰۶	۲٫۰۴
MnO	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱
TiO_2	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۶۵	۰٫۱۵	۰٫۰۶	۰٫۲۳	۰٫۱۴	۰٫۰۹
MgO	۰٫۱۹	۰٫۱۳	۰٫۸۱	۰٫۸۶	۰٫۸۸	۰٫۷۸	۰٫۳۵	۰٫۲	۰٫۴۲	۱٫۴۴	۰٫۲۸	۰٫۰۹	۰٫۵۹
مواد فرار (L.O.I.)	۲٫۴۹	۱٫۵۲	۲٫۸۰	۳٫۴۰	۱٫۹۲	۲٫۳۷	۱٫۷۵	۱٫۰۲	۱٫۸۵	۶٫۶۶	۳٫۹۴	۱٫۲۸	۱٫۷۵
CIA m	۲٫۳۶	۲٫۹۵	۲٫۴۹	۲٫۳۷	۲٫۵۳	۲٫۱۷	۳٫۲۰	۱٫۰۰	۱٫۲۱	۰٫۹۱	۰٫۸۷	۰٫۹۳	۱٫۵۰
CIA	۷۰٫۲۳	۷۴٫۶۶	۷۱٫۳۲	۷۰٫۴۷	۷۱٫۶۷	۶۸٫۴۷	۷۶٫۱۹	۵۰٫۰۴	۵۴٫۷۵	۴۷٫۵۴	۴۶٫۵۲	۴۸٫۳۳	۶۰٫۰۶
CIW	۸۷٫۰۶	۹۲٫۷۳	۹۵٫۶۹	۹۷٫۴۱	۹۵٫۲۱	۸۹٫۴۱	۹۸٫۴۳	۵۱٫۲۸	۵۶٫۴۴	۵۲٫۵۳	۵۰٫۷۰	۴۸٫۴۶	۶۶٫۹۲
ICV	۱٫۴۸	۱٫۳۹	۱٫۶۶	۱٫۷۰	۱٫۶۹	۱٫۷۲	۱٫۴۷	۲٫۱۴	۲٫۰۱	۲٫۳۹	۲٫۲۸	۲٫۱۸	۱٫۸۱
PIA	۸۲٫۹۸	۹۰٫۴۱	۹۳٫۴۵	۹۵٫۸۱	۹۲٫۸۸	۸۴٫۷۵	۹۷٫۷۸	۵۰٫۰۴	۵۵٫۰۵	۴۶٫۹۶	۴۵٫۸۳	۴۸٫۳۲	۶۵٫۶۲
M	-۲٫۵۳	-۳٫۸۸	-۲٫۵۰	-۲٫۷۴	-۲٫۴۷	-۲٫۱۹	-۴٫۰۳	-۱٫۲۴	-۱٫۵۷	-۱٫۵۴	-۱٫۵۷	-۱٫۴۸	-۲٫۱۲
F	۱٫۸۰	۱٫۹۴	۰٫۱۹	۰٫۰۶	۰٫۰۳۵	۰٫۱۵	۰٫۳۷	۱٫۳۴	۱٫۳۸	۲٫۳۱	۱٫۹۶	۱٫۹۰	۲٫۳۷
W	-۰٫۲۳	۰٫۸۷	۱٫۳۰	۱٫۶۸	۱٫۳۷	۰٫۹۸	۲٫۶۰	-۱٫۱۰	-۰٫۹۳	-۱٫۹۱	-۱٫۵۳	-۱٫۵۵	-۱٫۳۴

* آهن کل به صورت Fe_2O_3

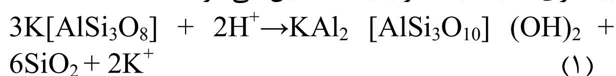
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.11.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.165]

ادامه جدول ۲

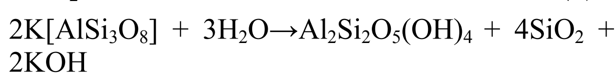
	Kh2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	Sk3	Sk4
SiO_2	۷۲٫۰۷	۶۸٫۶	۶۸٫۹	۶۹٫۲۶	۶۹٫۹۳	۶۹٫۴۷	۷۰٫۹	۷۵٫۰۱	۷۵٫۲
Al_2O_3	۱۳٫۸۱	۱۲٫۷۵	۱۲٫۷۴	۱۱٫۶	۱۳٫۱۳	۱۳٫۶۳	۱۳٫۶	۱۳	۱۳٫۴۱
Fe_2O_3*	۰٫۸۸	۳٫۵۹	۲٫۸۰	۳٫۴۰	۲٫۴۰	۲٫۴۰	۱٫۸۰	۰٫۳۲	۰٫۰۸
CaO	۱٫۸۴	۳٫۰۶	۲٫۷۲	۲٫۹۲	۲٫۷۲	۳٫۶	۱٫۹۳	۱٫۶۲	۱٫۴۳
Na_2O	۷٫۷۵	۲٫۲۵	۱٫۴۴	۲٫۱۹	۱٫۰۹	۰٫۲۵	۳٫۰۸	۷٫۱۰	۷٫۹۸
K_2O	۰٫۲۴	۱٫۳۶	۱٫۱۹	۱٫۴۳	۲٫۴۸	۰٫۹۹	۲٫۲۵	۰٫۱۲	۰٫۰۶
MnO	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱
TiO_2	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۹
MgO	۰٫۹۸	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۷	۰٫۴۱
L.O.I.	۲٫۰۰	۲٫۱۳	۲٫۱۲	۲٫۷	۱٫۹۲	۲٫۳۷	۱٫۷۵	۱٫۲۶	۰٫۸۱
CIA m	۰٫۸۴	۱٫۱۸	۱٫۴۸	۱٫۱۱	۱٫۳۹	۱٫۶۹	۱٫۲۳	۰٫۸۸	۰٫۸۵
CIA	۴۵٫۷۷	۵۴٫۲۵	۵۹٫۶۶	۵۲٫۵۵	۵۸٫۱۸	۶۲٫۸۶	۵۵٫۲۳	۴۶٫۸۳	۴۵٫۹۱
CIW	۴۶٫۱۷	۵۷٫۸۸	۶۳٫۵۰	۵۶٫۵۲	۶۶٫۰۵	۶۶٫۱۷	۶۱٫۳۱	۴۷٫۰۵	۴۶٫۰۱
ICV	۲٫۴۱	۲٫۰۲	۱٫۸۲	۲٫۰۹	۱٫۸۳	۱٫۷۰	۱٫۹۰	۲٫۲۹	۲٫۲۶
PIA	۴۵٫۷۰	۵۴٫۸۶	۶۰٫۹۹	۵۲٫۹۷	۶۰٫۷۴	۶۴٫۲۹	۵۶٫۵۲	۴۶٫۸۰	۸۹٫۴۵

فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی منجر به تجزیه کانی اولیه و سپس جابجایی یون‌ها با توجه به دما و سیال‌های موجود و سرانجام تشکیل کانی‌های ثانویه و تغییرات زمین شیمیایی می‌گردد. ایلیت، کائولینیت، مونت‌موریونیت در این نهشته‌ها (شکل ۴) می‌توانند بیشتر طی فرآیندهایی تشکیل شوند که در ادامه بیان می‌شوند.

کائولینیت به صورت اولیه در نهشته‌های دگرسانی گرمابی دما پایین کانی‌های فلدسپار، مسکویت و دیگر سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار و اغلب در سنگ‌های اسیدی (گرانیت، ریولیت، داسیت، کوارتزدیوریت) و یا بصورت برجا از هوازدگی آنها تشکیل می‌شود. فلدسپار پتاسیم ($K[AlSi_3O_8]$) در محیط اسیدی و در حضور یون H^+، نخست به سریسیت ($KAl_2[AlSi_3O_{10}]$) و سپس سریسیت در حضور آب به کائولینیت ($Al_2Si_2O_5(OH)_4$) تبدیل شده، اما در صورت وجود آب کافی و شستشوی پتاسیم و سیلیس مستقیم به کائولینیت تبدیل‌می‌شود [۶]. اگر پتاسیم خارج نشود، ایلیت بیشتری نسبت به کائولینیت تشکیل می‌شود.

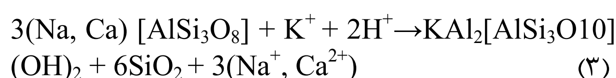


$$3K[AlSi_3O_8] + 2H^+ \rightarrow KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 6SiO_2 + 2K^+ \quad (۱)$$

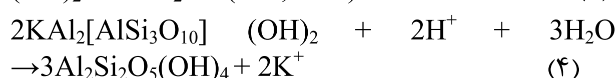


$$2K[AlSi_3O_8] + 3H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2 + 2KOH$$

پلاژیوکلاز ($NaAlSi_3O_8$) نیز در حضور یون پتاسیم و H^+ می‌تواند نخست به سریسیت و سریسیت در حضور آب به کائولینیت تبدیل شود. سریسیت بعنوان یک فاز حدواسط بین فلدسپار و کائولینیت در بیشتر نمونه‌ها با دگرسانی متوسط تا ضعیف حضور دارد.

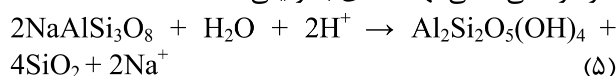


$$3(Na, Ca)[AlSi_3O_8] + K^+ + 2H^+ \rightarrow KAl_2[AlSi_3O10](OH)_2 + 6SiO_2 + 3(Na^+, Ca^{2+}) \quad (۳)$$

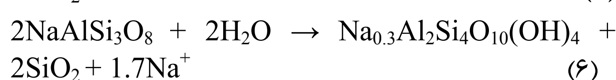


$$2KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 2H^+ + 3H_2O \rightarrow 3Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2K^+ \quad (۴)$$

در محیط اسیدی و آبدار، سدیم از دگرسانی پلاژیوکلازسدیم‌دار آزاد و شسته شده، کائولینیت می‌سازد. در شرایط شستشوی کمتر سدیم و یا کمبود H^+ برای جانشینی با سدیم، مونت‌موریونیت ($Na_{0/3}Al_2Si_4O_{10}(OH)_4$) تشکیل می‌شود. مونت موریونیت به طور کلی در اثر دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی، توف‌ها و خاکستر آتشفشانی تولید می‌شود و کانی اصلی نهشته‌های بنتونیتی است [۷].

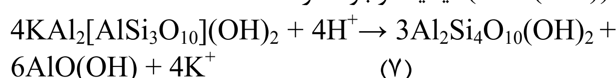


$$2NaAlSi_3O_8 + H_2O + 2H^+ \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2 + 2Na^+ \quad (۵)$$

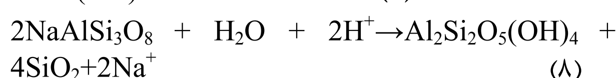


$$2NaAlSi_3O_8 + 2H_2O \rightarrow Na_{0.3}Al_2Si_4O_{10}(OH)_4 + 2SiO_2 + 1.7Na^+ \quad (۶)$$

در صورت وجود آب کافی و نبود یون پتاسیم، کائولینیت مستقیم از پلاژیوکلازها تشکیل می‌شود. تشکیل کائولینیت به دمای بیش از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد نیاز دارد. در دمای بالاتر و محیط اسیدی، سریسیت می‌تواند به پیروفیلیت ($Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$) و در حضور سیلیس، کائولینیت به پیروفیلیت تبدیل می‌شوند و در دماهای بالاتر از ۲۷۰-۳۵۰ درجه سانتی‌گراد احتمال تشکیل پیروفیلیت و دیاسپور ($AlO(OH)$) دیکیت وجود دارد [۶].



$$4KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 4H^+ \rightarrow 3Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 + 6AlO(OH) + 4K^+ \quad (۷)$$



$$2NaAlSi_3O_8 + H_2O + 2H^+ \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2 + 2Na^+ \quad (۸)$$



$$Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2SiO_2 \leftrightarrow Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 + H_2O \quad (۹)$$

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.11.8]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.165]

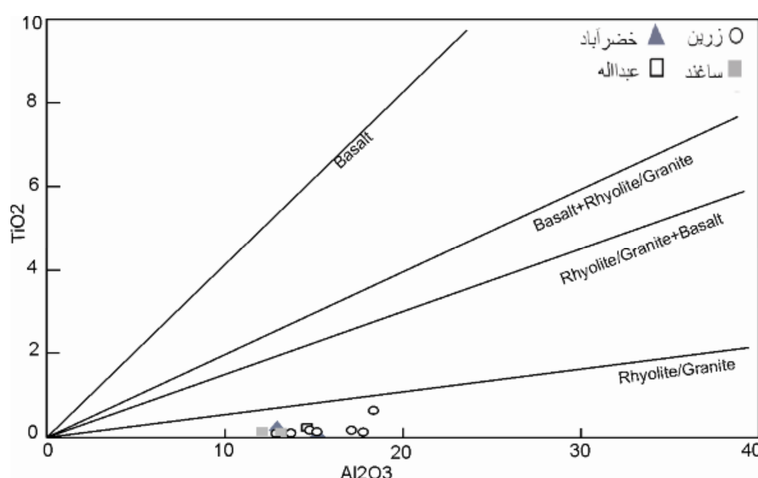
ایلیت از فراوانترین کانی‌های رسی در نهشته‌های دگرسانی است که از فرآورده‌های مادر متنوعی مثل مسکویت، کائولینیت و فلدسپار تشکیل می‌شود. ایلیت در فرآیندهای درونزایی و دگرگونی دما پایین و دگرسانی گرمابی و پیرامون توده‌های کانسار نیز تشکیل شده و با افزایش دما مقدار آن افزایش می‌یابد. در فرآیندهای سریسیتی شدن نیز ایلیت از فلدسپار در عمق پایین‌تر منطقه هوازده ایجاد می‌شود. اسمکتیت در شرایط هوازدگی همراه با شستشوی قلیایی‌ها، غنی‌شدگی از منیزیم و دمای حدود ۸۷ درجه سانتی‌گراد و همچنین در فرآورده‌های دگرسانی گرمابی پیرامون نهشته‌های فلزی و پیرامون چشمه‌های آبگرم و آبفشان‌ها تشکیل می‌شود. در شرایط اسیدی‌تر، اسمکتیت به کائولینیت تبدیل می‌شود اسمکتیت در مراحل اولیه دگرسانی، مونت‌موریونیت و ایلیت در درجه متوسط و کائولینیت در درجه شدیدتر دگرسانی ظاهر می‌شوند [۷].

نهشته بخش ریولیتی سری ریزو در منطقه زرین با گستردگی بیشتر نسبت به دیگر مناطق مورد بررسی دارای ایلیت بعنوان فاز اصلی رسی است که نشان می‌دهد که پتاسیم بطور کامل شسته نشده است. همچنین، باقیمانده سدیم و کلسیم در فازهای فرعی آلبیت و کلسیت ثانویه حضور دارند. تشکیل نشدن کائولینیت می‌تواند به دلیل حالت اسیدی و دمای پایین طی دگرسانی باشد. اسمکتیت در دگرسانی بخشی از سری ریزو در منطقه توت دیده می‌شود که نشانه دمای پایین‌تر (حدود ۸۷ درجه سانتیگراد) و درجه هوازدگی ضعیف‌تر در بخش‌های سطحی است. در این بخش، ایلیت، آلبیت و کلسیت بترتیب فازهای حامل پتاسیم، سدیم و کلسیم هستند و بنظر می‌رسد که سنگ مادر اسیدی آن نسبت به زرین سدیم بیشتری دارد و دچار دگرسانی و شستشوی کمتری شده است. در نهشته منطقه ساغند، آلبیت و کوارتز فاز اصلی هستند. ایلیت ساخته نشده ولی کائولینیت بصورت فاز فرعی تشکیل شده است که به احتمال بسیار به دلیل قدرت اسیدی بالا طی دگرسانی، دمای بالاتر ناشی از چرخش سیال‌های گرمابی در راستای گسل‌های منطقه و شستشوی بیشتر پتاسیم است. نهشته منطقه خضرآباد دارای مونت موریونیت بعنوان کانی رسی اصلی است که همراه با آلبیت فازهای حامل سدیم هستند و بقایای پتاسیم در فاز فرعی ایلیت حضور دارد. این امر به دلیل نسبت بالاتر پلاژیوکلاز اسیدی به فلدسپار پتاسیم در ترکیب اولیه، همچنین قدرت اسیدی کمتر محلول‌های دگرسان کننده و شستشوی کمتر پتاسیم و سدیم است. در نمونه‌های دگرسان منطقه عبداله، سیلیس بصورت کریستوبالیت دیده می‌شود که از فرآورده‌های اولیه در دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی است. کائولینیت و مونت موریونیت فاز فرعی و نشانه دگرسانی فلدسپار و شیشه آتشفشانی هستند. فلدسپار به احتمال بسیار با تشکیل فاز حدواسط سریسیت تبدیل به کائولینیت شده و شستشوی پتاسیم سدیم و کلسیم کامل انجام نشده است که بترتیب در فازهای ایلیت مونت موریونیت و آنورتیت در نمونه‌ها حضور دارند. به احتمال بسیار در هیچ یک از مناطق مورد بررسی، دما به بیش از ۱۰۰ درجه-سانتیگراد نرسیده، زیرا پیروفیلیت یا دیکیت در نهشته‌ها ایجاد نشده است.

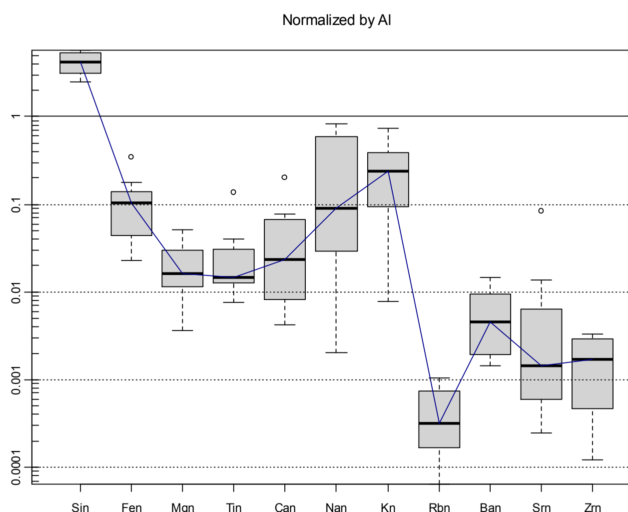
با توجه به شدت دگرسانی، تجزیه، جابه‌جایی و شستشوی عناصر طی فرآیندهای هوازدگی و دگرسانی، تغییراتی در مقدار عناصر متحرک و غیرمتحرک در نهشته‌ها ایجاد شده است. براساس تغییرات عناصر برجا مانده، می‌توان به ترکیب شیمیایی خاستگاه پی برد. در این میان، نمودار تغییرات اکسید آلومینیوم به اکسید تیتانیوم برای تشخیص‌ترکیب سنگ مادر نمونه‌های دگرسان استفاده شد [۹،۸] که به این ترتیب، ترکیب نمونه‌ها در گستره گرانیت ریولیت قرار دارد (شکل ۵) وگویای خاستگاه اسیدی سنگ مادر است.

آلومینیوم، آهن و تیتانیوم طی فرآیند دگرسانی غیرمتحرک و عناصر قلیایی و قلیایی خاکی به نسبت متحرک هستند. در اثر تخریب فلدسپارها، شستشو و تهی‌شدگی سدیم، کلسیم، پتاسیم و تشکیل نهشته‌های رسی و باقی ماندن آلومینیوم توسط محلول‌های درگیر رخ می‌دهد و می‌توان شدت هوازدگی شیمیایی یا دگرسانی را از مقدار این عناصر در مواد باقی‌مانده تعیین کرد [۱۰]. نمودار بهنجارشده نسبت به آلومینیوم بعنوان عنصر به نسبت غیرمتحرک برای نمونه‌های مورد بررسی (شکل ۶) نشان می‌دهد که عناصر قلیایی و قلیایی خاکی بطور نسبی شسته شده‌اند و تهی‌شدگی از کلسیم در آنها بیشتر از عناصر قلیایی است. شستشوی سدیم، کلسیم و پتاسیم بترتیب در ارتباط با دگرسانی پلاژیوکلازهای اسیدی، بازیک و فلدسپار پتاسیم است. مقادیر آهن، منیزیم و منگنز درسنگ‌های مادر ناچیز بوده‌اند و از این رو و در نمودار بهنجارشده به آلومینیوم نیز مقدار پایینی دارند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.11.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.165]



شکل ۵ نمودار تغییرات درصد وزنی اکسید آلومینیوم نسبت به اکسید تیتانیوم و قرارگیری نمونه‌های موردبررسی در گستره ترکیب گرانیت و ریولیت [۹،۸].



شکل ۶ نمودار بهنجار شده به آلومینیوم نمونه‌های مورد بررسی.

شاخص‌های زمین شیمیایی دگرسانی

برای بررسی شدت هوازدگی یا دگرسانی با استفاده از عناصر شیمیایی متداول و درجه تحرک، شاخص‌های مختلف دگرسانی ارائه شده است. از جمله شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) [۱۱]، شاخص شیمیایی هوازدگی (CIW) [۱۲]. شاخص تغییرات ترکیبی (ICV) و شاخص‌شیمیایی دگرسانی پلاژیوکلاز (PIA) [۱۳]. این شاخص‌ها افزون بر شدت هوازدگی می‌توانند تغییرات شیمیایی ویژه مثل دگرسانی گرمابی در راستای گسل‌ها را نیز نشان دهند، ازینرو، برای بررسی شدت دگرسانی گرمابی و تغییرات زمین شیمیایی نهشته‌های رسی و کائولن نیزکاربرد دارند. این شاخص‌ها براساس مقدار مولی اکسید عناصراصلی در مواد باقی‌مانده از دگرسانی تعیین می‌گردند [۱۱].

مقدار CIA یا شاخص شیمیایی دگرسانی معیار خوبی برای بیان میزان تبدیل فلدسپار به کانی رسی است. CIA درجه هوازدگی شیمیایی را با توجه به شرایط آب و هوایی نیز نشان می‌دهد. برای محاسبه این شاخص، مقدار مولی CaO موجود در سیلیکات‌ها در نظر گرفته می‌شود ولی مقدار موجود در کربنات‌ها و آپاتیت باید اصلاح شود [۱۴،۱۱].

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100 \quad (۱۰)$$

از آنجا که شاخص CIA وابسته به مقدار K_2O است، برای نهشته‌هایی که سنگ خاستگاه آنها غنی ازK_2O بوده و یا دچار دگرنهادی پتاسیم شده‌اند، بهتر است بکار گرفته نشود. CIA در نهشته‌های کاملا کائولینیتی نزدیک ۱۰۰، در نهشته‌های

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.11.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.165]

کاملا ایلیتی ۹۰-۷۵، در مسکویت برابر با ۷۵ و در فلدسپار ۵۰ است [۱۶،۱۵،۱۱،۱۰].

شاخص CIW با بهره‌گیری از عناصر شیمیایی متداول با گستره‌ای از تحرک در محیط هوازدگی و برای انواع مختلف سنگ‌ها و خاک‌ها کاربرد دارد و قابل تطابق با دیگر شاخص‌هاست. با اینهمه، شاخص شیمیایی هوازدگی چون مقدار تغییرات پتاسیم را در نظر نمی‌گیرد، جامعیت و کاربرد کمتری دارد، اما برای نهشته‌هایی که سنگ خاستگاه غنی از پتاسیم داشته و یا دچار دگرنهادی پتاسیم شده‌اند مناسب است [۱۷،۱۶،۱۲].

$$CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)]\times 100 \quad (۱۱)$$

شاخص تغییرات ترکیبی (ICV) تغییرات مقدار فراوانی آلومینیوم نسبت به سایر کاتیون‌ها در رس‌ها را مشخص می‌کند.

$$ICV = (Fe_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O+MgO+MnO+TiO_2) / Al_2O_3 \quad (۱۲)$$

از آنجا که این شاخص در ارتباط با کانی‌ها و پایداری آنها در برابر هوازدگی است، برای اندازه‌گیری مقدار بلوغ کانی‌شناسی نهشته‌های ناشی از دگرسانی (بلوغ ترکیبی) بکار می‌رود. مقادیر بالاتر از یک مربوط به رسوب‌های نابالغ در محیط‌های زمین ساختی فعال و ابتدای چرخه نهشت هستند. هرچه هوازدگی شدیدتر باشد، ICV کوچکتر می‌شود که به غنی‌شدگی بیشتر آلومینیوم مربوط است [۱۷].

مقدار PIA برای بررسی میزان دگرسانی پلاژیوکلازها می‌تواند جایگزین مناسبی برای دیگر شاخص‌ها باشد.

$$PIA = (Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 - K_2O + CaO + Na_2O) \quad (۱۳)$$

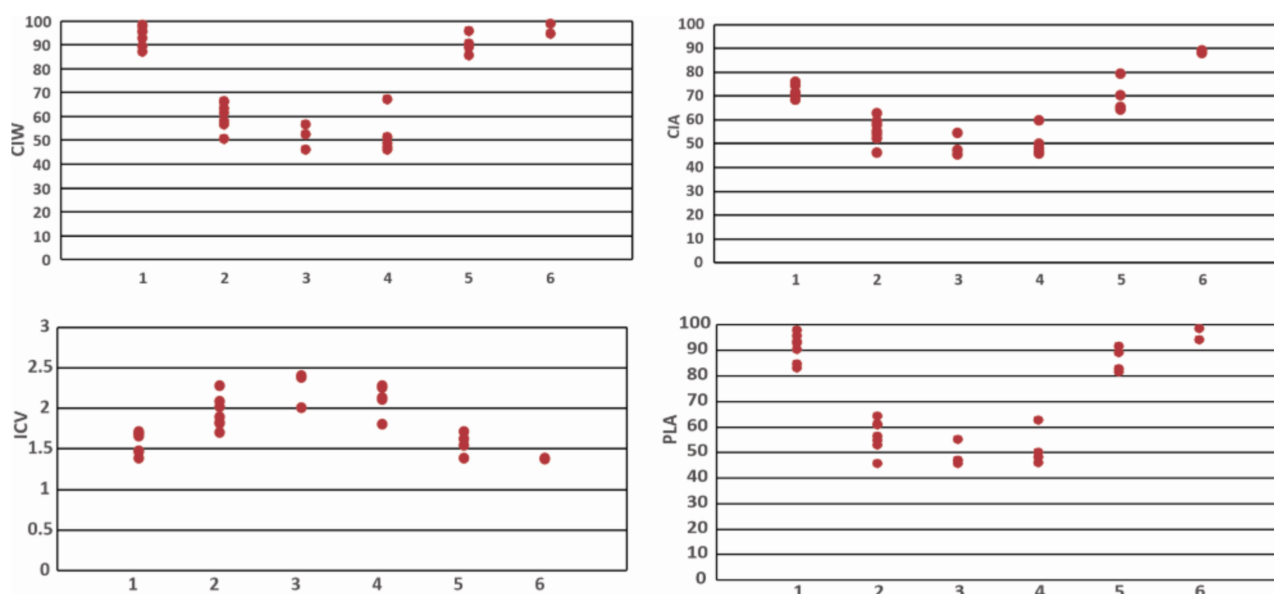
پلاژیوکلاز از فراوان‌ترین کانی‌های سازنده سنگ‌های آذرین و نمونه‌های مورد بررسی است که تجزیه و انحلال به نسبت سریع آن باعث تغییر مقدار سدیم و کلسیم می‌شود. پلاژیوکلازها به ویژه انواع با کلسیم آن بیشتر مستعد دگرسانی هستند و با توجه به مقدار سدیم یا کلسیم، درجه‌های بالایی از تغییرات ایندو عنصر در محصول نهایی ثبت می‌شود [۱۷،۱۳].

بطورکلی شاخص‌های CIA ،PIA و CIW معیارهای مناسبی برای بررسی تغییرات شیمیایی طی تبدیل فلدسپارها به کانی‌های رسی از جمله کائولینیت هستند. بهینه مقدار آنها برای سنگ‌های سالم حدود ۵۰ و برای سنگ‌های کاملا هوازده که دچار تهی‌شدگی از عناصر قلیایی و قلیایی خاکی و غنی‌شدگی از آلومینیوم شده‌اند برابر با ۱۰۰ است [۱۶-۱۸].

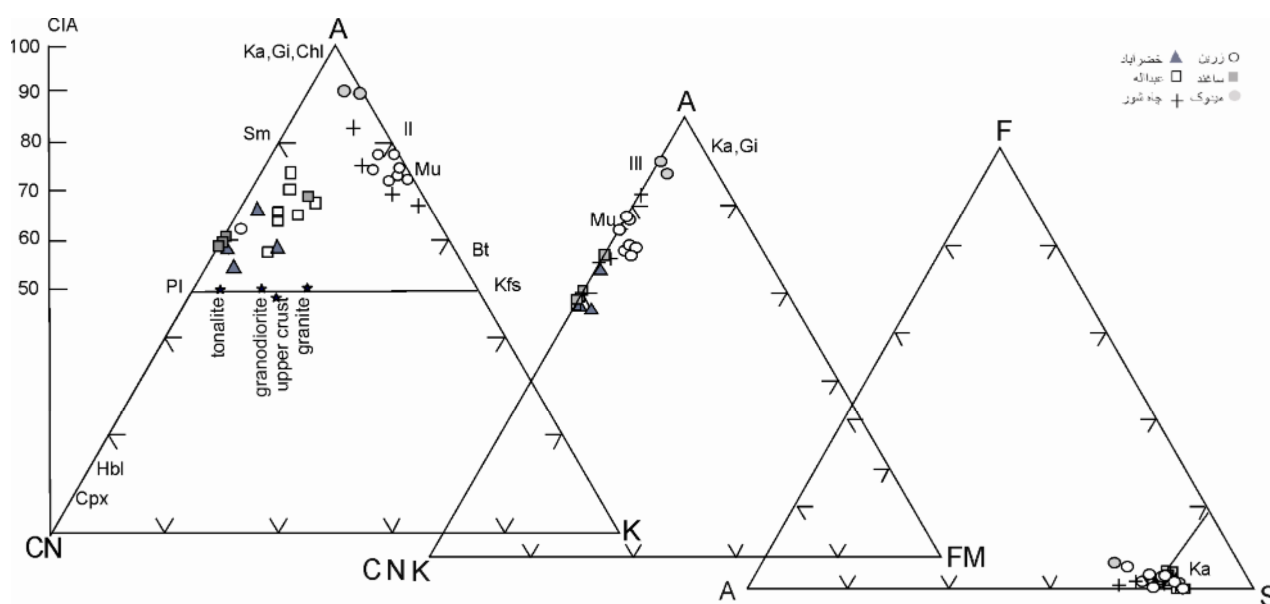
شکل ۷ مقادیر این شاخص‌ها در نهشته‌های مورد بررسی را نشان‌می‌دهد. بطورکلی مقادیر PIA و CIW برای فرآورده‌های دگرسانی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین، لویکوگرانیت‌های پس از ژوراسیک و سنگ‌های آتشفشانی داسیتی نئوژن، درجه دگرسانی ضعیف تا متوسط و برای فرآورده‌های دگرسانی بخش‌های ریولیتی سری ریزو، درجه متوسط تا قوی را از خود نشان می‌دهند. این شاخص‌ها در نمونه‌های کائولینیتی بخش آرژیلیک معدن مس، میدوک قوی و در نهشته کائولینیتی چاه شور متوسط هستند [۱۹-۲۱]. مقادیر CIA بخاطر در نظر گرفتن K_2O کمی کمتر از مقادیر CIW و PIA بوده و با توجه به مقادیر PIA شدت دگرسانی پلاژیوکلازها بیش از دگرسانی کل سنگ است.

افزون بر شاخص‌های یاد شده، نمودارهای سه تایی براساس عناصر اصلی سازنده سنگ‌های دگرسان شده رسم می‌گردد که تفسیر آنها به شناسایی تحرک عناصر، کانی‌شناسی و شدت دگرسانی کمک بسیاری می‌کند. نمودارهای مثلثی، فراوانی و تحرک آلومینیوم، سیلیس، سدیم کلسیم و پتاسیم و همچنین میزان اثر دگرنهادی پتاسیم طی نهشت را نیز نشان می‌دهند. نمودار A-CN-K (Al_2O_3-$CaO+Na_2O$-K_2O) ترکیب کانی‌شناسی و ارتباط آن با CIA را مشخص می‌کند [۲۳،۲۲]. نمونه‌ها در این نمودار نزدیک به میانه مثلث و به سمت قطب آلومینیوم هستند و درجه هوازدگی ضعیف تا متوسط و ترکیب کانی‌شناسی فلدسپار، سریسیت (مسکویت) ایلیت، اسمکتیت وکائولینیت را نشان می‌دهند. هرچه کانی‌زایی رس بیشتر باشد، نمونه‌ها به قطب A و هرچه دگرسانی ضعیف‌تر باشد، به فلدسپارها نزدیکتر می‌شوند. بیشترین دگرسانی در این نمودار مربوط به نمونه‌های سری ریزو در منطقه زرین و کمترین دگرسانی مربوط به خضرآباد است (شکل ۸). نمونه‌های مورد بررسی از آنجا که دارای سنگ مادر فقیر از آهن هستند، در نمودارهای سه تایی (A-CNK-F) (Al_2O_3-$CaO+Na_2O+K_2O$-Fe_2O_3*) نزدیک به ضلع اکسید آلومینیوم، پتاسیم و سدیم و در نمودار A-CNK-FM - (Al_2O_3 $CaO+Na_2O+K_2O$-Fe_2O_3*+MgO)، نزدیک به ترکیبات فلدسپار، مسکویت و ایلیت قرار می‌گیرند. همچنین نمونه‌ها در نمودار سه تاییAFS (Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3*)، از آهن فقیر و نزدیک به قطب سیلیس هستند که با توجه به ماهیت سنگ مادر و حضورکوارتز در آن‌ها قابل توجیه است (شکل ۸) [۲۳،۲۲].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.11.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.165]



شکل ۷ فراوانی مقادیر CIA,CIW,PIA,ICV در گروه‌های مورد بررسی، گروه۱: فرآورده‌های دگرسانی سری ریزو، گروه۲ فرآورده‌های دگرسانی متاگرانیت ساغند، گروه۳: فرآورده‌های دگرسانی لیوکوگرانیت خضرآباد، گروه۴: فرآورده‌های دگرسانی داسیت عبداله، گروه۵ نهشته کائولینیت چاه شور، و گروه۶: کائولینیت پهنه آرژیلیک میدوک



شکل۸ نمودارهای مثلثی A-CN-K,A-CNK-FM, A-F-S نمونه‌های مورد بررسی و شاخص شیمیایی دگرسانی آنها. ($A = Al_2O_3$, $CNK = CaO + Na_2O + K_2O$, $FM = Fe_2O_3^* + MgO$; $F= Fe_2O_3$, $A= Al_2O_3$, $S = SiO_2$) Kaکائولینیت، Gi گیبسیت، Chlکلریت، Il ایلیت، Mu مسکویت، Bi بیوتیت، Kfs فلدسپار پتاسیم، Pl پلاژیوکلاز، Hbl هورنبلند وCpx پیروکسن.

از سوی دیگر، مثلث MFW جایگزین خوبی برای شاخص شیمیایی دگرسانی بوده که برآمده از ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین سالم و نیمرخ هوازدگی آنها است و ترکیب سنگ‌شناسی و فراوانی کانی‌های رسی را نشان می‌دهد [۲۴].

F و M بیانگر سازندگان منابع مافیک و فلسیک سنگ مادر بوده و مقدار W با فراوانی فیلوسیلیکات‌ها در نمونه‌ها در ارتباط است. این پارامترها از رابطه های زیر محاسبه می شوند[۲۴]:

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.11.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.165]

$$W = 0.203 \times \ln(SiO_2) + 0.191 \times \ln(TiO_2) + 0.296 \times \ln(Al_2O_3) + 0.215 \times \ln(Fe_2O_3) - 0.002 \times \ln(MgO) - 0.448 \times \ln(CaO) - 0.464 \times \ln(Na_2O) + 0.008 \times \ln(K_2O) - 1.374 \quad (۱۴)$$

$$M = 0.395 \times \ln(SiO_2) + 0.206 \times \ln(TiO_2) 0.316 \times \ln(Al_2O_3) + 0.160 \times \ln(Fe_2O_3) + 0.246 \times l\ n(MgO) + 0.368 \times \ln(CaO) + 0.073 \times \ln(Na_2O) - 0.342 \times \ln(K_2O) + 2.266. \quad (۱۵)$$

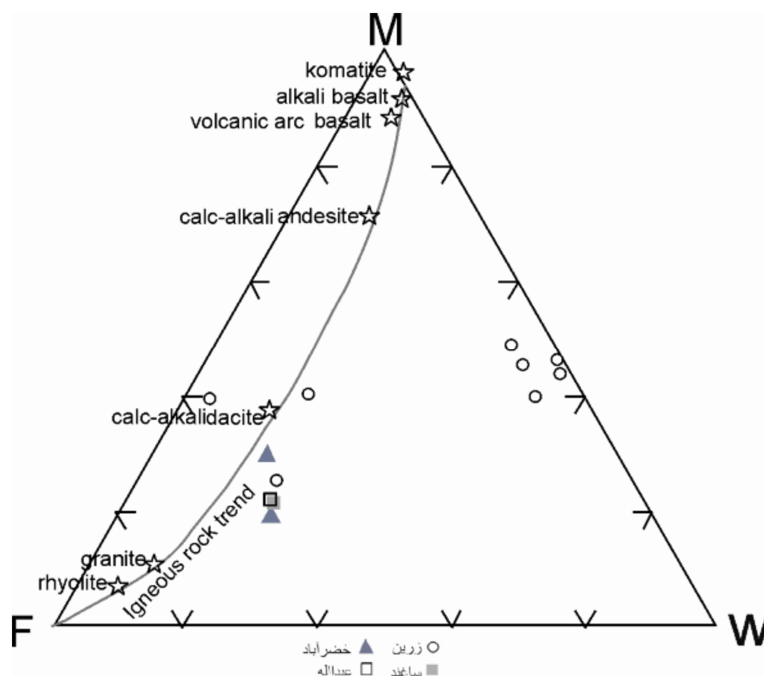
$$F = 0.191 \times \ln(SiO_2) - 0.397 \ln(TiO_2) + 0.020 \ln(Al_2O_3) - 0.375 \times \ln(Fe_2O_3) - 0.243 \ln(MgO) + 0.079 \ln(CaO) + 0.392 \times \ln(Na_2O) + 0.333 \times \ln(K_2O) - 0.892 \quad (۱۶)$$

در این نمودار مثلثی، نمونه‌های مورد بررسی ترکیب داسیت آهکی قلیایی تا گرانیت را نشان می‌دهند و نمونه‌های نزدیک به قطب W کانی ورقه‌ای بیشتری دادند که با حضور کائولینیت، ایلیت و سریسیت و حتی اسمکتیت مشخص می‌شود. فرآورده های دگرسانی ریولیت‌های سری ریزو در زرین به علت فراوانی ایلیت به قطبW نزدیک‌تر هستند (شکل ۹)

تغییرات مقدار CIA نسبت به ICV، خاستگاه سنگ‌های دگرسان شده و همچنین شدت دگرسانی سیلیکات‌ها را نشان دهد [۲۵]. با افزایش CIT، مقدار ICV کاهش‌می‌یابد. تغییرات این شاخص‌ها در نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که بجز فرآورده های دگرسانی در سری ریزو که در گستره دگرسانی شیمیایی متوسط قرار دارند، بقیه دستخوش دگرسانی ضعیفی شده و همه با توجه به عدم حمل زیاد نسبت به سنگ مادر در گستره نهشته‌های نابالغ هستند (شکل ۱۰). مقادیر CIA مولار برای بررسی میزان ارتباط دگرسانی شیمیایی و رطوبت محیط استفاده می‌شود[۲۶] که برای فلدسپارها و سنگ‌های آذرین آلومینیوم دار سالم برابر با یک است و با افزایش دگرسانی، مقدار آن افزایش یافته بطوری که برای کانی‌های رسی ناشی از تجزیه فلدسپارها به ۴ می‌رسد.

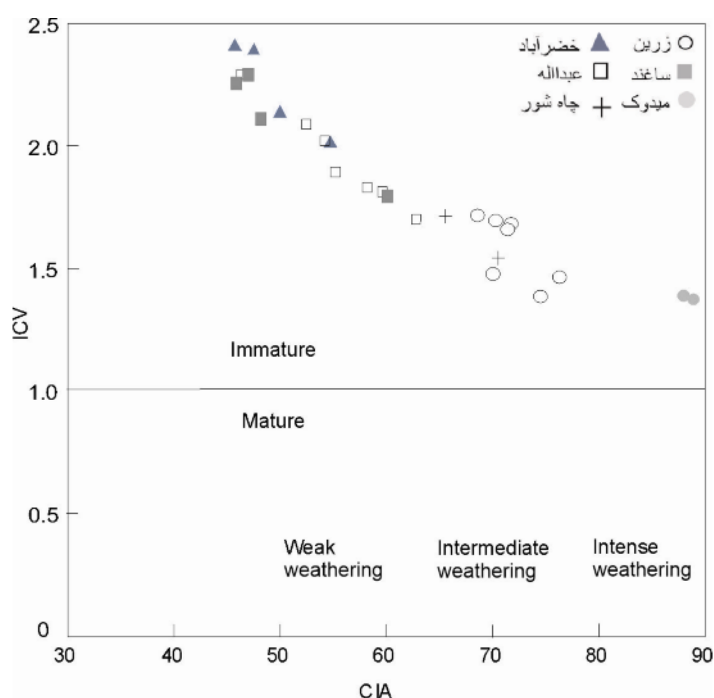
$$CIA_m = [Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)] \quad (۱۷)$$

در نمودار CIA_m نسبت به اکسید آلومینیوم که برای تعیین آب و هوای دیرین بکار می‌رود [۲۶]، نمونه‌ها در گستره آب و هوایی خشک قرار دارند، بجز نمونه‌های مربوط به دگرسانی سنگ‌های اسیدی سری ریزو که آب و هوای نیمه گرمسیری و در نتیجه رطوبت بیشتر در زمان تشکیل را نشان‌می‌دهند (شکل۱۱).

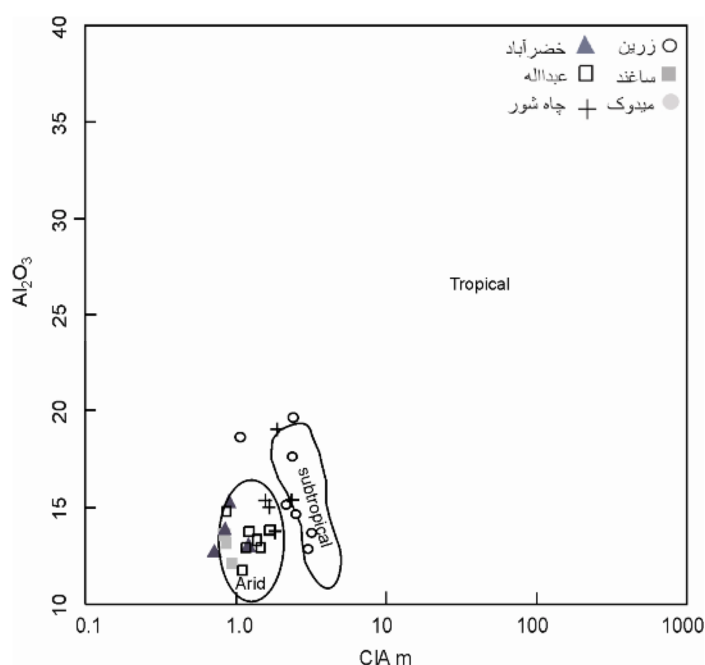


شکل۹ نمودار مثلثی M-F-W و جایگاه نمونه‌های مورد بررسی در آن، [۲۴]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.11.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.165]



شکل۱۰ نمودار تغییرات ICV نسبت به CIA و جایگاه نمونه‌های مورد بررسی [۲۵].



شکل۱۱ نمودار تغییرات اکسیدهای آلومینیوم نسبت به CIA مولی و جایگاه نمونه‌های مورد بررسی از نظر آب وهوای دیرین [۲۶].

برداشت

ایلیت، کائولینیت و مونتموریونیت کانی‌های رسی اصلی دیده شده در فرآورده های دگرسانی سنگ‌های فلسیک مورد بررسی شامل ریولیت‌ها و بخش‌های آذرین سری ریزو وابسته به پرکامبرین-آغاز کامبرین (مناطق زرین و توت)، دگرگونی‌های پرکامبرین (منطقه ساغند)، لویکوگرانیت‌های پرفیروئید پس از ژوراسیک (منطقه خضرآباد) و سنگ‌های داسیتی نئوژن (منطقه عبدالله) هستند. در نهشته‌های ناشی از دگرسانی سنگ‌های اسیدی سری ریزو: کوارتز، ایلیت، آلبیت، کلسیت و در ساغند: کوارتز، کائولینیت آلبیت، در خضرآباد، کوارتز، ایلیت، مونتموریونیت، آلبیت، سریسیت و در عبداله، کوارتز (کریستوبالیت)، کائولینیت، ایلیت، مونتموریونیت، سریسیت،

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.11.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.165]

آلبیت، ارتوز، آنورتیت هستند. نتایج زمین شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی نشاندهنده ترکیب اسیدی سنگ مادر و شستشو و تهی‌شدگی نسبی سدیم، کلسیم، پتاسیم و باقی‌ماندن آلومینیوم است. مقادیر PIA و CIW برای فرآورده‌های دگرسانی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین، لویکوگرانیت‌های پس از ژوراسیک و سنگ‌های آتشفشانی اسیدی نئوژن درجه دگرسانی ضعیف تا متوسط و برای فرآورده‌های دگرسانی بخش‌های ریولیتی سری ریزو در زرین درجه دگرسانی متوسط تا قوی را نشان می‌دهند. این موضوع را می‌توان به سن بیشتر، وجود گسل‌های متعدد در منطقه زرین و سنگ مادر ریولیتی و توف ریولیتی نسبت داد. مقادیر CIA کمتر از مقادیر CIW و PIA هستند و با توجه به مقادیر PIA شدت دگرسانی پلاژیوکلازها بیشتر است. این شاخص‌ها در نمونه‌های کائولینیتی بخش آرژیلیک معدن مس میدوک شدید و در نهشته کائولینیتی چاه شور متوسط هستند. از نظر شرایط آب و هوایی دیرین، نمونه‌ها در گستره آب و هوایی خشک قرار دارند، بجز نمونه‌های مربوط به دگرسانی سنگ‌های اسیدی سری ریزو که آب و هوای نیمه گرمسیری نشان‌می‌دهند و با مقادیر بالاتر شاخص‌های دگرسانی این گروه همخوانی دارد. بررسی نهشته‌های مختلف دارای کانی‌زایی رس در استان یزد نشان می‌دهد که با وجود سنگ‌های مادر فلسیک مناسب و نزدیکی به پهنه‌های گسلی، در مقایسه با نهشته رسی چاه شور در توف‌های قطعه سنگی ائوسن ورزنه اصفهان و کائولینیت پهنه آرژیلیک معدن مس میدوک، نهشته رسی قابل توجهی ایجاد نشده است. علت این امر را می‌توان به سنگ خاستگاه و سیال‌ها گرمابی مربوط دانست. توف‌های آتشفشانی با مقدار قابل توجه شیشه آتشفشانی و گردش سیال‌های گرمابی با دمای بیش از ۱۰۰ درجه سانتیگراد به ویژه در نزدیکی گسل‌ها و شکستگی‌ها قابلیت بیشتری در تشکیل نهشته‌های رسی ایجاد می‌کنند.

مراجع

[1] Aghanabati, A., *"Geology of Iran (in Persian)"*, Geological Survey of Iran, (2004) 606 pp.

[2] Haghipour A., Pelissier G., Valeh N., *"The Geological map 0f Ardakan, 1 :250000"* (1972) geological survey of Iran.

[3] Nogol Sadat A., Nabavieh S.M., Torshisian H., *"The Geological map 0f Mehdi Abad, 1 :100000"* (2004) geological survey of Iran.

[4] Alavi M., Hajmolaali A., *"The Geological map 0f Khezrabad, 1:100000"* (1993) geological survey of Iran.

[5] Aghanabati A., Amidi M., Nabavi H., *"The Geological map 0f Abadeh, 1 :250000"* (1983) geological survey of Iran.

[6] Yuan Y., Shi G., Yang M., Wu Y., Zhang Zh., Huang A., Zhang J., *"Formation of a Hydrothermal Kaolinite Deposit from Rhyolitic Tuff in Jiangxi, China, "* Journal of Earth Science 25(2014) 495–505.

[7] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An Introduction to the rock forming Minerals, "* (1992) Second ed. Longman, London, 696 p.

[8] Bukalo N. N., Ekosse G.E., Odiyo J. O., Ogola J. S., *"Geochemistry of Selected Kaolins from Cameroon and Nigeria,"* Open Geosciences 9(2017) 600–612.

[9] Ekosse G., *"Provenance of the Kgwakgwe kaolin deposit in Southeastern Botswana and its possible utilization,"* Applied Clay Science, 2001, 20, 137-152.

[10] Ghadimian A., Khodami M., *"Mineralogy, geochemistry and genesis of the Garak Baghi kaolin deposit in the northwest of Saveh, Iran,"* Arabian journal of Geosciences 8(2015)3019–3030.

[11] Nesbit H.W., Young G.M., *"Petrogenesis of sediments in the absence of chemical-weathering: effect of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy,"* Sedimentology, 43(1996) 341-358.

[12] Harnois L., "*The CIW index: a new Chemical Index of Weathering,*" Sedimentary Geology 55(1988) 319–322

[13] Fedo C. M., Nesbitt H. W., Young G. M., "*Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance*," Geology 23(1995)921–924.

[14] Ding H., Ma D., Yao Ch., Lin Q., Jing L., *"Implication of the chemical index of alteration as a paleoclimatic perturbation indicator: an example from the lower Neoproterozoic strata of ksu, Xinjiang, NW China,"* Geosciences Journal 20 (2016)3–26.

[15] Fiantis D., Nelson M., Shamshuddin J., Goh T.B., Van Ranst E.,*"Determination of the geochemical weathering indices and trace elements content of new volcanic ash deposits from Mt Talang (West Sumatra) Indonesia,"* Eurasian Soil Science, 43 (2010)13,1477-1485.

copper mine (in Persian)," 25th symposium of crystallography and mineralogy of Iran (2018)701-705.

[22] Ohta T., Arai H., *"Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering,"* Chemical Geology 240(2007) 280-297.

[23] Kovács J., *"Chemical Weathering Intensity of the Late Cenozoic "Red Clay" Deposits in the Carpathian Basin,"* Geochemistry International, 45 (2007)10,1056–1063.

[24] Kocabaş C., Tokçaer M., Çolak M., *"Clay Mineralogy and Geochemistry of Fossil and Active Hydrothermal Alteration in the Hisaralan Geothermal Field (Sındırgı Balıkesir), western Turkey,"* AKU Journal of Science and Engineering 16 (2016)132 154.

[25] Bukalo N. N., Ekosse G.E., Odiyo J. O., Ogola J. S., "*Geochemistry of Selected Kaolins from Cameroon and Nigeria,"* Open Geosciences 9(2017) 600–612.

[26] Goldberga K., Humayun M., "*The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil,*" Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 293(2010)175–183.

[16] Nadłonek W., Bojakowska I., *"Variability of Chemical Weathering Indices in Modern Sediments of the Vistula and Odra Rivers (Poland),"* Applied Ecology and Environmental Research 16,3(2018) 2453-2473.

[17] Price J. R., Velbel, M. A.,*"Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks,"* Chemical Geology 202(2003) 397–416.

[18] Shao J., Yang S., Li C., *"Chemical indices (CIA and WIP) as proxies for integrated chemical weathering in China: Inferences from analysis of fluvial sediments,"* Sedimentary Geology. 265(2012) 110–120.

[19] Khodami M., Kamali Shervedani A., *"Mineralogical and Geochemical studies of clay deposit in the Chah-Shur, Varzaneh, South-East of Isfahan, Iran,"* Iranian Journal of Earth Sciences 10(2018) 135-141.

[20] Khodami M., Kamali A., *"The study of mineralogical and industrial properties of clay deposit in the Chah-Shur mine, Varzaneh, south east of Isfahan (in Persian),"* Iranian Journal of crystallography and mineralogy 4(2016) 699-708.

[21] Khodami M., Tajbakhsh Gh., ghasemian H., *"Mineralogical and geocheical characteristics of hypogene clay deposits: a case study of Meiduk*